

誌會學床礦物礦石岩

號四第 卷三十二第

(日一十月九年和昭)

文報研究

- | | | | |
|-------------------------|------|-----|-----|
| 東北地方水鉛礦床の諸型式…………… | 理學博士 | 渡邊 | 萬次郎 |
| 鍋島熔岩及び其の捕獲岩様岩石に就いて…………… | 理學士 | 種子田 | 定勝 |
| 北海道沓部産灰長石…………… | 理學士 | 正田 | 篤五郎 |

報及雜會

抄錄

- | | | | |
|---------|------------------|--------------|-----|
| 礦物學及結晶學 | 高礬土礦物に關する研究 | 外1件 | |
| 窯業原料礦物 | 北滿に於ける芒硝及び石膏資原 | | |
| 石 | 炭 | イリノイ炭の肉眼的分類法 | 外2件 |
| 參考科學 | 會津地方の地質構造と地震との關係 | 外3件 | |

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

會學床礦物礦石岩日本

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Prof. Em. at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Tunehiko Takéuti, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Kei-iti Ohmori, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, R. S.

Muraji Fukuda, R. H.

Tadao Fukutomi, R. S.

Zyunpei Harada, R. H.

Fujio Homma, R. H.

Viscount Masaaki Hoshina, R. S.

Tsunenaka Iki, K. H.

Kinosuke Inouye, R. H.

Tomimatsu Ishihara, K. H.

Takeo Katô, R. H.

Rokurô Kimura, R. S.

Kameki Kinoshita, R. H.

Shukusuké Kôzu, R. H.

Atsushi Matsubara, R. H.

Tadaichi Matsumoto, R. S.

Motonori Matsuyama, R. H.

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, R. S.

Yoshichika Ôinouye, R. S.

Jun-ichi Takahashi, R. H.

Korehiko Takéuchi, K. H.

Hidezô Tanakadaté, R. S.

Iwawo Tateiwa, R. S.

Kunio Uwatoko, R. H.

Manjirô Watanabé, R. H.

Mitsuo Yamada, R. H.

Shinji Yamané, R. H.

Kôzô Yamaguchi, R. S.

Abstracters.

Syûzô Hasegawa,

Yoshinori Kawano,

Jun-iti Masui,

Kei-iti Ohmori,

Rensaku Suzuki,

Tunehiko Takéuti,

Tsugio Yagi.

Singoro Ijima,

Jun-iti Kitahara,

Masatomo Muti,

Keiichi Sawada,

Jun-ichi Takahashi,

Manjirô Watanabé,

Iwao Katô,

Yosio Kizaki,

Yûtarô Nebashi,

Yosio Simizu,

Katsutoshi Takané,

Kenzo Yagi,

岩石礦物礦床學會誌

第三十二卷 第四號

(昭和十九年十月一日)

研究報文

東北地方水鉛礦床の諸型式

Types of molybden deposits in the Tôhoku district.

理學博士 渡邊 萬次郎 (M. Watanabé)

水鉛礦床の分布

水鉛礦床は殆んど常に花崗岩、花崗閃綠岩等の酸性深成岩に伴ひ、その内部または周圍に生じ、火山岩等に伴なつて、地下淺く生ずる例は稀¹⁾である。これらの深成岩類は、地殻の大變動に伴ひ、種々の時代に地下に進入したものであつて、東北地方の一部に於ても、例へば秋田縣阿仁銅山の坑内では、石英閃綠岩の一部が明かに第三紀層を貫ぬき、複雑なる境界を以て凝灰岩に接する部分が見出される。

しかしながら、これらの岩石の成生には、地下數千の深さを要し、それが地表に露出するには長期の侵蝕を必要とし、第三紀後の進入體で現に地表に見られるのは、地體の變動特に烈しく、侵蝕速度の異常な地體に限られる。斯くて現在最も多くこれらの岩石の見られるのは、中生代乃至古生代の進入體で、それらの時代の水成岩を貫ぬくものである。従つて、これらの岩石の見られるのは、主として中性代乃至古生代地層の發達した地帶である。但し一層深い地中に進入し、これらの深成岩がその周圍の水成岩の層

1) 栃木縣西澤鐵山では、種々の石英粗面岩及びその凝灰岩を貫ぬく石英脈の一部に、硫砒鐵礦、黃鐵礦、黃銅礦、輝蒼鉛礦、濃紅銀礦等と共に、滿庵重石及び輝水鉛礦を産したことがある。

理に沿つて薄葉狀に貫入し、それらを熔融同化した地帯、即ち東北地方で言へば、福島縣竹貫地方等のやうな貫入片麻岩地帯では、水鉛礦床が殆んど見られぬ。

以上の理により、水鉛礦床の現在地表に分布するのは、中生層及び古生層の露出地帯を主とし、特にそれらが前記の酸性深成岩に貫かれた區域で、これを東北地方に求むれば、次の各地¹⁾を數へ得る。

- I. 八溝山地 主として古生代または中生代砂岩粘板岩から成り、周邊低地に僅かに花崗岩類を露出する。これに往々輝水鉛礦の細脈を伴なひ、福島縣東白川郡近津村山本不動附近等にその例を見るが著るしくない。
- II. 阿武隈山地 最大部分が花崗岩類、並に貫入片麻岩から構成せられ、それらのうちには例へば福島縣伊達郡飯坂村²⁾、同靈山村等で、花崗岩類を貫ぬくペグマタイトの或るものに、輝水鉛礦を伴ふが、水鉛礦床として重要でない。たゞこの山地の東縁部には、諸所に古生層の區域を見、例へば福島縣石城郡大野村八葦礦床の一部、同相馬郡石神村八寶礦床の一部等では、そのうちに生じた接觸礦床の一部に輝水鉛礦を見、後者は一時水鉛礦床とし探礦されたが、著るしくなく、却つてそれより北方に當り、宮城縣伊具郡丸森町の南部に於て、結晶片岩及び蛇紋岩、特に後者が閃雲花崗閃綠岩に貫かれた部分で、日興丸森礦床³⁾を見る。
- III. 北上山地 大部は古生層、南部は中生層を主とし、各所で花崗閃綠岩類に貫ぬかれ、これに多くの水鉛礦床を隨伴する。そのうち現在主なるものは次の各礦床である。

宮城縣本吉郡松岩村羽田礦床

1) 都合により、分布圖は特にこれを省略する。

2) 大森啓一、本誌 32 卷 49 頁、昭和 19 年。

3) 渡邊萬次郎、本誌 25 卷 100 頁、昭和 16 年。

岩手縣稷貫郡外川目村猫山礦床

同 上閉伊郡附馬牛村天ヶ森礦床

同 下閉伊郡津輕石村北頭礦床¹⁾

同 同 同 根井澤礦床

同 同 崎山村崎山礦床

同 同 小國村早池峰礦床

同 九戸郡大川目村大川目礦床²⁾

同 同 普代村三根礦床

同 盛岡市上米内大塚礦床

この外多數知られてゐるが、何れも古生層または花崗岩類中のもので、中生層中には見つかつてゐない。

IV. 奥羽山地基底地帯 本山地は主として第三紀層及びそれ以後の火山岩類から成るが、その基底には古生層及びそれを貫ぬく花崗岩類が横たはり、諸所の谷底等に露出し、これに往々輝水鉛礦床を伴なつてゐる。その二三の例を挙げれば次の通である。

福島縣南會津郡江川村金上礦床³⁾

同 耶麻郡吾妻村吾妻礦床

秋田縣雄勝郡西成瀬村唐松澤礦床

V. 越後山地大隆起部 本山地もまた第三紀層及びその後の火山岩を被むつてゐるが、基底は主として古生層と、花崗岩類から成り、隆起の特に烈しい部分、例へば福島縣朝日嶽一帯、同飯豊山附近、山形縣朝日嶽附近等は、主としてこれらの岩石から成り、これに多數の水鉛礦床を隨伴する。そのうち主なるものを挙げれば

v₁ 南會津地帯

福島縣南會津郡伊北村田子倉礦床

同 同 朝日村楢戸澤礦床

同 同 朝日村城郭礦床

v₂ 田川西置賜地帯

1) 渡邊萬次郎、本誌 28 卷 104 頁、昭和 17 年。

2) 渡邊萬次郎、竹内常彦、本誌 31 卷、53 頁、昭和 19 年。

3) 渡邊萬次郎、本誌 31 卷 230 頁、昭和 19 年。

山形縣東田川郡大泉村大鳥礦床

同 同 本郷村八久和礦床

同 同 同 尾浦礦床

同 同 東 村 國威礦床

同 西田川郡福栄村福栄邨礦床

同 同 急珠蘭村急珠蘭礦床

同 西置賜郡北小國村大朝日礦床

同 同 小 國 村今市礦床

新潟縣岩船郡の諸礦床はこの地帯の一半を構成する。

花崗岩類との關係

以上は概ね花崗岩、花崗閃綠岩、石英閃綠岩等の中に在るか、これを距ること極めて少ない接觸部に在り、僅かに金上礦床が、石英斑岩中に在ると、大川目礦床が花崗岩類を示さないのを例外とするが、後者は母岩の性質上、花崗岩類に近接すること明かで、それが段丘砂礫に被はれてゐるに過ぎぬ。この事實は水鉛礦床が常にこれらの酸性深成岩を運礦岩とすることを示してゐる。

しかしながら、普通の花崗岩類が、その新鮮なる部分に水鉛礦物を含有する例はなく、輝水鉛礦は常にそれらの岩石の熱水變質を受けた部分、またはそれらの一部を貫ぬく特に細粒半花崗岩質、或はpegmatite質の部分、または石英脈中に出づるか、それらの外側の水成岩が、接觸變質または熱水變質を受けた部分、或はこれを貫ぬくpegmatite脈、石英脈の中にのみ産する。例へば福島縣田子倉礦山では、長石の大きな斑晶を有する花崗閃綠岩が、細粒花崗岩質岩株によつて貫ぬかれ、輝水鉛礦の一部はこの細粒花崗岩質岩株の諸所に散在してゐる小晶洞に、一部は其中を貫ぬく石英の細脈に、更に一部はその外側の粗粒の花崗閃綠岩中、特に熱水變質を受け、粘土化した部分に發達し、山形縣大朝日礦山でも、粗粒の閃雲花崗岩が、細粒黒雲母花崗岩に貫ぬかれた部分で、後者を貫ぬく石英脈に輝水鉛礦の集中を見る。

また岩手縣猫山¹⁾では、水鉛を含む礦脈中、その兩盤は石英の外長石及び雲母を含み、明かにペグマタイト質であるが、その中軸を最後に充填した部分は、普通の石英脈であり、その双方に多量の輝水鉛礦を伴ひ、更に一部はその兩側の花崗閃綠岩中に礦染する。

また宮城縣日興丸森礦山²⁾では、花崗閃綠岩が蛇紋化橄欖岩を貫ぬいた部分で、數個のペグマタイト及び石英のレンズ狀脈を生じ、更にそれらの兩側に在る蛇紋岩の一部を、その不規則の裂隙に沿つて苦土雲母化乃至綠泥石化し、これらのペグマタイト及び石英脈と、母岩の苦土雲母化した部分とに、多量の輝水鉛礦を含む。

福島縣金上³⁾では、輝水鉛礦は石英斑岩を貫ぬく石英脈と、その兩側の母岩の粘土化した部分に出で、山形縣念珠ヶ關⁴⁾では、花崗閃綠岩が廣範圍に粘土化し、石英の細脈に網狀に貫ぬかれた部分に集中する。

以上を要するに、輝水鉛礦は普通の粗粒花崗岩類の成分として、初期の晶出物をば成さず、常にその殘漿中に集中し、水その他の揮發性成分の分量並に舉措に應じ、或はペグマタイト、或は細粒半花崗岩、或は石英脈の成分として晶出し、または周圍の岩石中に滲入して、その中に晶出するのである。

成 生 の 場 所

前記の如く、水鉛礦床にはその運礦岩たる花崗岩類の内部に生じたものと、その外側に生じたものゝ兩型あり、これをそれぞれ内成 (endogenous) 及び外成 (exogenous) 礦床と假稱する。

またそれらの孰れを問はず、輝水鉛礦が岩脈または礦脈中に集中した場合と、廣い範圍に不規則に分布した場合とあり、これをそれぞれ集中性 (concentrative) 及び分散性 (dispersive) として區別し得よう。

1) 渡邊萬次郎、本誌 32 卷 87 頁、昭和 19 年。

2) 渡邊萬次郎、本誌 25 卷 100 頁、昭和 16 年。

3) 渡邊萬次郎、本誌 31 卷 230 頁、昭和 19 年。

4) 渡邊萬次郎、本誌 30 卷 157 頁、昭和 18 年。

成 生 の 溫 度

次にそれらの成生溫度を考察するには、主としてそれらの構造と、礦物成分による外ない。

先づ内成礦床を見るに、細粒花崗岩中のものゝ一部は、廣くその中に分布し、一見普通の初成分のやうな感を成すが、屢々長石、石英等の晶洞によつて代表せられた小孔隙を伴なつて、その内に輝水鉛礦を生じ、時には例へば岩手縣三根礦床、栃木縣今市礦床¹⁾の一部の如く、これに綠泥石、方解石等を少量に伴ひ、岩漿凝結末期に於てその内部廣範圍に分散した揮發成分に伴ひ、熱氣性乃至熱水性狀態から生じたことを信ぜしめる。

ペグマタイト脈のものまたこの種の熱氣性殘漿が、母岩の凝結した後に殘つて、その割目に集中したもので、この場合にも、輝水鉛礦の一部はその晶洞の内に生じ(例、岩手縣猫山)一部は綠簾石等を伴ひ(例、宮城縣丸森)、その凝結の最後に近く、一部は熱水狀態となつてから、成生したものと信ぜられる。

しかるに多數のペグマタイトは、そのうちの石英の性質から、 573°C 以下の產物と認められ、少くともその凝結の末期はこれ以下の溫度に屬する。従つて、この種の輝水鉛礦の成生は、 500°C 内外の溫度にかゝり、普通の石英脈中のものは、更に溫度が低下して、長石、雲母等の成生し終つた後の產物であり、大體 300°C 乃至 200°C のものと認められる。但しこれまた塊狀で、玉髓質の部分や、細かく縞狀に累被した部分等は認められず、猶ほ或る程度の高溫和蒸氣壓を保つて、割目の内部に密閉せられて、その凝結を終つたことを認めしめる。

山形縣尾浦礦床、岩手縣根井ノ澤礦床等の一部の如く、石英の代りに雲母の微片が割目を充たし、或は母岩を交代し、これに輝水鉛礦を伴ふもの、また大體類似の溫度の熱水性の產物と見られる。しかるに山形縣念珠ヶ關、福島縣金上の一部の如く、雲母の代りに多量の粘土が母岩の長石を交代

1) 渡邊萬次郎、本誌 21 卷 58 頁、昭和 17 年。

したものは、更に低温産物として認めることが妥當であり、恐らく 200°C 以下のものであらう。これに伴ふ輝水鉛礦が極めて微粒で、殆んど密着した割目を被覆し、薄膜状を成すこと多いのもこれによらう。

次に外成礦床を見るに、例へば岩手縣大川目礦床、福島縣八寶礦床等では、輝水鉛礦は灰鐵輝石、透輝石、角閃石、柘榴石等のスカルン礦物と伴なつて産するが、輝水鉛礦は概ねそれらの間隙を充たし、石英と共に産することが多く、特に大川目礦床¹⁾では、輝水鉛礦の一部はスカルンの一部を各所で貫ぬく多數の石英の細脈中に集中する。これ等の點から考へて、本礦床はスカルン成生の末期から、粗粒石英脈の成生期、即ちこれまた最高 500°C 内外から、 300°C 乃至 200°C で出來たものではなからうか。

宮城縣丸森礦床では、輝水鉛礦床の一部はペグマタイト脈及び石英脈に貫ぬかれた蛇紋岩の雲母化帯に發達し、雲母の一部は粗粒板狀で弾性に富み、ペグマタイト中のものに類するが、大部分は細粒絹雲母乃至滑石狀で、屢綠泥石化帯に移化する。これらは非常に高温の産物とも認め難く、また特別に低温の産物とも認められぬ。恐らくこれも 300°C から 200°C 前後の産物であらう。雲母が苦土雲母を主とするのは、原岩の成分に基づかう。

但し黑礦々床等に見られるやうな、蠟石狀²⁾の集合から成る膠質の粘土に、輝水鉛礦を伴ふ例はまだ知られず、かゝる低温に達するまで、輝水鉛礦の成生が繼續することはないものと見られ、特に外成礦床に於て然りとする。

水 鉛 礦 床 型 式 別

以上數個の見地から、東北地方の水鉛礦床を型式別に例示すれば、第壹表の通となる。

1) 渡邊萬次郎、竹内常彦、本誌 31 卷 53 頁、昭和 19 年。

2) 高橋純一、八木次男、本誌 4 卷 151 頁、昭和 5 年。

第 壹 表 東北地方水鉛礦床型式別

場所 溫度	外 成 礦 床		内 成 礦 床	
	分 散 式	集 中 式		分 散 式
高 溫 式 (500°C) (内 外)	ス カ ル ン 式	ペ グ マ タ イ ト 式		細粒花崗岩式
	岩手縣大川目 福島縣八寶	宮城縣丸森	岩手縣猫山 福島縣飯坂	福島縣田子倉 岩手縣三根
中 溫 式 (300~) (200°C)	雲 母 式	粗 粒 石 英 脈 式		雲 母 式
	宮城縣丸森	岩手縣大川目 同 大 塚	福島縣田子倉 岩手縣北頭 山形縣福榮 福島縣金上	山形縣尾浦 (新潟縣鹽野町)
低 溫 式 (200°C) (以下)	?		粘 土 式	
			福島縣金上	山形縣念珠ヶ關

銅 礦 床 と の 遷 移

前記の水鉛礦床中には屢々多少の硫化物、例へば黃銅礦、黝銅礦、黃鐵礦、磁硫鐵礦、閃亜鉛礦、方鉛礦等を伴ひ、例へば岩手縣大川目では、磁硫鐵礦、黃銅礦、閃亜鉛礦等の若干を含み、山形縣念珠ヶ關では黃鐵礦の微粒に富む。

これらのうち、銅礦物に富むものは、銅水鉛礦床に移化し、例へば宮城縣羽田礦床では、石英脈中多量の水鉛礦と共に、多量の黃銅礦を含み、嘗て銅礦として採掘せられ、岩手縣猫山礦床では、粗粒の輝水鉛礦と共に、若干の黃銅礦を含み、選別の上その双方を利用し得、山形縣八久和礦床では、石英輝水鉛礦と共に、多量の黝銅礦を含み銅礦として却つて有用な部分がある。

重 石 礦 と の 關 係

水鉛礦はまた屢々重石礦と伴ひ、東北地方でも例へば岩手縣黃金坪礦床では、灰重石礦床の一部に輝水鉛礦を伴ひ、朝鮮の上東礦山では、スカルン質灰重石礦床が、多數の石英、螢石、輝水鉛礦脈に貫ぬかれ、水鉛礦物が重石よりも後期の産物たるを示してゐる。

本研究に要した費用の一部分は文部省科學研究費、一部は學術振興會第 58 小委員會からの補助にかゝる。こゝに謹んで謝意を表する。

鍋島熔岩及び其の捕獲岩様岩石に就いて

On the hornblende-andesite of Nabesima-daké,
southern Kyûsyû, and the xenolithic blocks in it.

理 學 士 種 子 田 定 勝 (S. Taneda)

ABSTRACT The megascopical and microscopical characters of the xenolithic blocks in the Nabesima lava constructing a tholoide in the southern Kyûsyû, Japan, seem to be a representative of the bulbous ~~and~~ magma intruded into different one. Such phenomenon may happen under a certain favourable condition when a magma intrudes into an immiscible one belonging to another reservoir, although it is hardly proved at present.

要約：熔岩中の捕獲岩及び火山抛出版物に関する岩石學的記載並びに原岩の論議は本邦の火山に就いても汎く爲されてゐるのであるが、それらは、異質のものは勿論母熔岩と同源のものも、固結した「岩石」として捕獲されたものに就いてである。然るに鹿児島縣揖宿郡池田湖畔の鍋島熔岩中に存する大小の捕獲岩様岩は、其の産狀、岩質及び構成礦物の性狀等から判斷して、少々基性の岩漿が泡滴として角閃安山岩漿中に混入して、その儘固結したものではないかと考へられる。此の解釋は重要な假定を必要とするもので、連斷を許されないのであるが、目下の處否定されない唯一の解釋と思ふので母熔岩及び捕獲岩様岩に就いて觀察した處を記載し、それ等の成因の論述を試みた。

目 次

I. 序	2. 捕獲岩様岩
II. 構成礦物の化學 成分推定法	IV. 成因考察
III. 記 載	1. 岩石の特徴比較
1. 鍋島熔岩	2. 成 因

I. 序

鹿児島縣揖宿郡池田湖附近は松本唯一教授の所謂阿多カルデラ火山¹⁾の一部に屬し、附近一帯輝石安山岩質の熔岩流及び碎屑物より成る火山地體を形成してゐるが、池田湖の南縁鍋島岳及び其の西方（池田湖西南縁、松本教授の仙田火山の北側）には角閃安山岩が噴出してゐて、薩摩半島の南半火

1) 松本唯一：Jap. Journ. Geol. Geog., Vol. XIX, Special No., 1943 其他。

山地域に一異彩を放つてゐる。

鍋島岳は高さ 256.3m のドレイズ状火山で、其の北側山腹に蟠居する一寄生圓頂丘熔岩は、纔かに北流して池田湖畔に舌状熔岩流地形の一例を示してゐる。該熔岩は玻璃質乃至粗鬆の角閃安山岩で、大小の捕獲岩様岩塊を包藏してゐる。筆者は此等母熔岩及び捕獲岩様岩を肉眼的並びに顯微鏡的に觀察検討し、それ等の成因を考察した所、捕獲岩様岩は母熔岩岩漿中にそれと異つた岩漿が泡滴狀に混入されたものではないかと云ふ疑を有するに至つた。茲に大膽ながら報告し、廣く注意を喚起して諸賢の御高教を請ふ次第である。

II. 構成礦物の化學成分推定法

構成礦物の化學成分は總て其等の光學性から推定する。

斜 長 石：經緯鏡臺を使用して測定した最大對稱消光角から、坪井誠太郎教授の圖¹⁾に依つて分子比 (An%) を推定する。

斜方輝石：屈折率及び光軸角から筆者の圖²⁾に依つて重量比 (Fs%) を推定する。

單斜輝石：屈折率及び光軸角から久野久助教授の圖³⁾に依つて重量比 (Wo-En-Fs) を推定する。

橄 欖 石：屈折率及び光軸角から Winchell の圖⁴⁾に依つて分子比 (Fa%) を推定し重量比に換算する。

角 閃 石：屈折率 α 及び γ から筆者の圖⁵⁾に依つて重量比 (Wo-En-

1) 坪井誠太郎：Proc. Imp. Acad., Vol. XI, No. 10, 1935. (p. 425)

2) 種子田定勝：Mem. Fac. Sci. Kyusyu Imp. Univ., Ser. D-Vol. II, No. 1 1943. (p. 17)

屈折率と光軸角の關係は榛名火山のものと一致するので、光學性—化學成分變化圖も同火山に適するものを使用して大過ないと信ずる。

3) 久野 久：Jap. Journ. Geol. Geog., Vol. XIII, Nos. 1-2, 1936 (p. 110)

4) Winchell A. N.: Elements of Optical Mineralogy, Part II, 1933.

5) 種子田定勝：岩石礦物礦床學會誌、第 29 卷、第 5 號、(p. 27) 1943.

火山岩中のものであるから測定値から 0.003 差引いた値を用ひる。尙ほ便宜上多少酸化作用を受けたと思はれるものも然らざるものと同様に取扱ひ此の點を念頭に置いて論議する事とする。

Fs) を推定する。

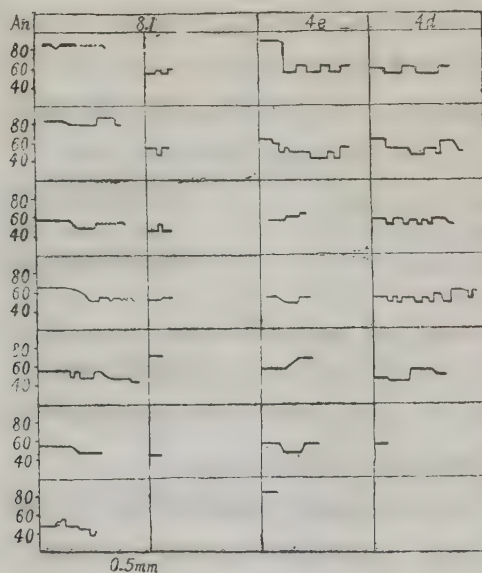
玻 璃：屈折率から Willinm の圖¹⁾ 及び筆者の圖²⁾ に依つて推定する。

III. 記 載

1. 鍋 島 熔 岩

灰色粗鬆にして白色板状乃至聚斑状の長石斑晶及び少量の黑色柱状の角閃石斑晶を有し、それ等の大きさは長徑 5mm に達するものもある。部分的に赤紫色乃至灰色の玻璃質縞状構造を示してゐるが、此の赤紫色部は

第 壹 圖 角閃安山岩の斜長石



8.1—鍋島熔岩, 4d 及び 4e—仙田角閃安山岩

oxy-hornblende や酸化鐵を有し明かに酸化作用を蒙つたものである。

灰色部 (No. 8. I) を顯微鏡下に檢すると、微細な斜長石、斜方輝石、單斜

1) William O. G.: Journ. Geol. Vol. 32, 1924.

2) 種子田定勝: Mem. Fac. Sci. Kyusyu Imp. Univ. Ser. D, Vol. II, No 1, 1943. (p 10)

輝石、磁鐵礦等と填間狀の曹微斜長石及び玻璃より成る石基中に、斑晶として斜長石、角閃石、斜方輝石、磁鐵礦及び石英等を見る。部分的に孔竅壁等に方珪石及び鱗珪石も存する。

斜長石は概ね 2—0.2mm 大でアルバイト、カールスパツド双晶をなし累帯構造が發達してゐる。累帯構造の様式は内部の正累帯部と外側の波動累帯部との二部分から成つてゐると見る事が出来る。成分は外側波動累帯部では An 40—60 であるが、内部では時に An 88 に達するものがある。微斑晶及び石基のものは短冊狀乃至針狀でカールスパツド双晶をなす。微斑晶は波動累帯を示すものもあり An 48—60 であるが時に内核が An 84 のものもある。石基のものでは An 47 及び An 73 のものが測定された。

角閃石は長柱狀で長さ 2mm 程度の斑晶から 0.1mm 位の微斑晶迄あり、石基の構成礦物と見られるものもある。緑褐色種で多色性著しく、光學性及びそれから推定される輝石成分は次の通りである。

$$\begin{array}{ll} \alpha (\min.) = 1.652 & \text{Wo 28 En 42 Fs 30} \\ \beta = 1.665 - 1.680 & \uparrow \\ \gamma (\max) = 1.690 & \text{Wo 28 En 25 Fs 47} \\ \rho > v & \\ (-) 2V = 75^\circ, 72^\circ, 71^\circ, 71^\circ, & \\ 73^\circ \rightarrow 71^\circ \rightarrow 72^\circ \rightarrow 70.5^\circ (\text{累帯構造外側}) & \end{array}$$

外縁が塵埃狀オパサイト化或は輝石オパサイト化を蒙つてゐるものあり、後者の場合斜方輝石に變つてゐる事が多い。

斜方輝石は長さ概ね 0.8mm 以下の柱狀で石基にも微晶として存する。斑晶は多色性少々著しく外縁部は内部より淡色で光軸角 $(-) 2V$ も大きく逆累帯構造をなすものあり、光學性及びそれから推定した化學成分は次の通りである。

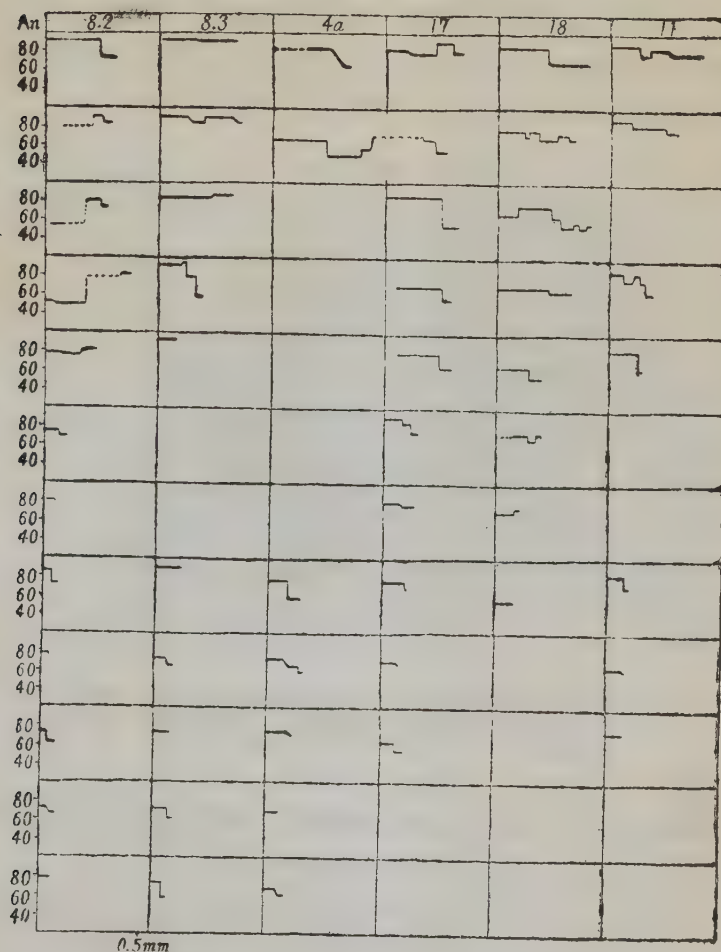
$$\begin{array}{ll} \beta = 1.706 - 1.707 & \text{Fs 41—42} \\ \rho > v & \\ (-) 2V = 57^\circ, 60.5^\circ; & \\ 57^\circ - 63^\circ (\text{邊緣部}) & \end{array}$$

石基のものは一般に淡色で光軸角は大きい様である。小さい微斑晶の一つ

に就いて測定し得たものは $(-) 2V = 68^{\circ}$ (Fs 31) である。

唯一個であるが斜方輝石で外側が單斜輝石 (pigeonitic augite) に變じてゐるものも見られた。

第 貳 圖 捕獲岩様岩及び輝石安山岩の斜長石



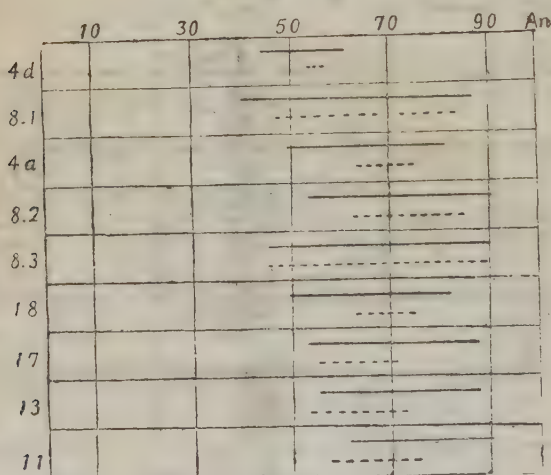
8.2 及び 8.3—捕獲岩様岩, 1781. 及び 11—輝石安山岩, 4a—拋出岩塊

單斜輝石は極めて稀に長さ 0.3mm に達するものもあるが、微斑晶乃至石基礦物として見られ、pigeonitic augite 乃至 pigeonite で捕獲礦物及び角閃石の分解物と考へられるものが多い。

磁鐵礦は 0.5mm 大のものから石基のもの迄あり、0.1mm 程度のものが比較的によく、石基に屬する微粒は比較的に少い。

石英は微細なものより 1mm に達するもの迄あり、外形は高温型に屬する方形で龜裂に富むものもあるが、一般に丸く融蝕されてゐる。

第 參 圖



長石の成分範圍、實線は斑晶、破線は微斑晶乃至石基のものを示す。
4d, 8.1—角閃安山岩, 8.2, 8.3—捕獲岩様岩, 18, 17, 11—輝石安山岩, 4a—拋出岩塊

曹微斜長石は石基に充填状になし又斜長石の外縁に發達するが時に孔竅に大きさ 0.15mm にも達するものも存する様である。

其の他燐灰石、鱗石英も存し特に後者は孔竅壁に發達してゐて斜長石、斜方輝石及び磁鐵礦と共生して大きさ 0.2mm に及ぶ事がある。

玻璃は填間状に存し其の屈折率は $n = 1.494 - 1.502$ であるが稀に 1.509

に達する氣泡状のものも散點してゐる。

2. 捕獲岩様岩

鍋島熔岩は捕獲岩様岩塊に富んでゐる。特に池田湖畔に於いては大小の球狀、楕球狀、餅狀其の他の塊狀岩塊を多數包含してゐる。其の大きさは顯微鏡的のものより徑 20cm に達するもの迄あり、岩質は總て類似し外觀灰色乃至暗灰色の石基に白色の長石斑晶を有する安山岩質岩で、不規則形狀

第 四 圖



鍋島熔岩 (8.1) 中の捕獲岩様岩 (8.2) 但し球殻構造の比較的著しくないものの孔竅あり、組織は全體として見て略々同心球殻構造を呈する。外殻部は比較的細粒緻密であるが、内部は少々粗粒多孔質である。孔竅は一般に極めて小さいが、他に長經 5mm にも及ぶ大孔竅が全體を通じて散點してゐる。外殻部は時に母熔岩に對して不規則に灣入してゐる事もあつて少々パン皮火山彈に類似の概觀を示してゐるものもあるが、一般に内核外殻の岩相の相異はさ程著しくなく、外殻部に龜裂は認められない。此を包む母熔岩との境は一般に明瞭であつて、母熔岩の此に接する部分は多孔質の事

が珍しくなく、大孔竅乃至空洞中に捕獲岩様岩塊を包藏してゐる様な概觀を示す事もある。次に顯微鏡下に觀察される所を記載する。

A. 灰色で内外兩部の相異の著しくないもの (No. 8.2)

粗粒の斜長石、單斜輝石、磁鐵礦及び玻璃等より成る間粒狀乃至填間狀で氣孔に富む石基中に 1—2 mm 大の斜長石の斑晶と、通常多少オパサイト化された角閃石及び 0.2 mm 大以下の橄欖石及び單斜輝石、極く稀に斜方輝石の微斑晶があり、石英も存する。

斜長石の斑晶はアルバイト、カールスバツド双晶をなし、少々小形で簡単な正果帶構造を有するものゝ他に、比較的酸性であるが著しく An 分に富んだ外縁帶を持つ大形のものがあり、之は其の内側は海綿狀を呈し岩漿融蝕の跡を示すものと考へられる。石基のものは長さ 0.1 mm 以下の短冊狀乃至針狀で、カールスバツド双晶をなす。簡単な正果帶構造を示し成分は An 82—62 である。

單斜輝石は綠黄色を帯び多色性が認められる。大きさは時に 0.7 mm に達するものもあるが通常 0.05 mm 以下の粒狀乃至短柱狀で、其の光學性及びそれから推定される化學成分は次の通りである。

$$\beta = 1.706 - 1.710$$

$$(+)\ 2V = 45^\circ, 10^\circ, 0^\circ$$

$$\text{平均 } \beta = 1.708$$

$$\text{Wo } 17 \text{ En } 36 \text{ Fs } 47$$

$$2V = 23^\circ$$

橄欖石は通常 0.3 mm 以下の長柱狀乃至短柱狀の斑晶乃至微斑晶として存し、時に聚斑狀を呈する。 $\beta = 1.705$, $(-)\ 2V = 85^\circ$, 推定化學成分は fa 34(Wt%) である。

斜方輝石も少量乍ら認められる。長さは 0.15 mm 前後で時に角閃石と平行連晶の如き接觸を示すものがある。光學性及びそれから推定される成分は次の通りである。

$$\beta = 1.705 - 1.707 \quad \text{Fs } 40 - 42$$

$$\rho > v$$

$$(-) 2V = 53^\circ, 58^\circ,$$

$$61^\circ (\text{角閃石と平行連晶?})$$

角閃石は緑褐色種で光學性及びそれから推定される成分は次の通りである。

$$\alpha (\text{min.}) = 1.651 \quad \text{Wo } 28 \text{ En } 42 \text{ Fs } 30$$

$$\beta = 1.670 - 1.677 \quad \uparrow$$

$$\gamma (\text{max.}) = 1.690 \quad \text{Wo } 28 \text{ En } 25 \text{ Fs } 47$$

$$\rho > v$$

$$(-) 2V = 71^\circ, 71^\circ,$$

普通外周より輝石オパサイト化し、其の場合兩輝石に變つてゐる。大きな 0.05 mm 程度の小形のものも僅かに存する。孔竅壁をなして斜長石 鱗珪石、磁鐵礦と共に角閃石が發達してゐる事があり、大きな 0.6 mm に及ぶ事もある。

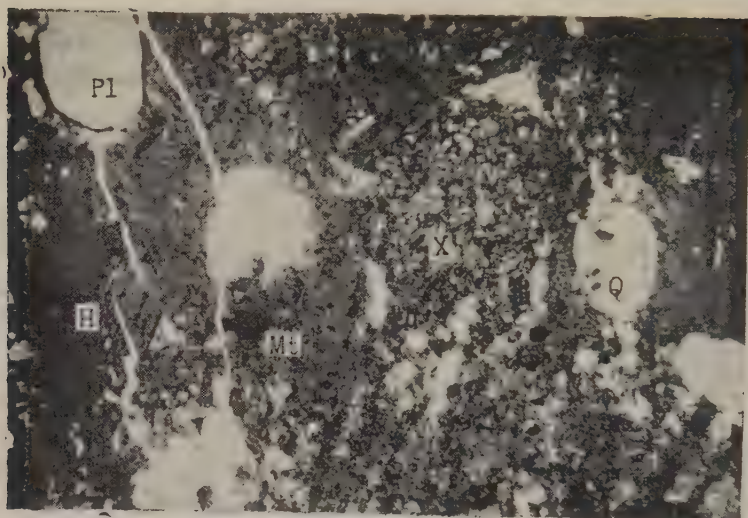
石英は一般に徑 0.1 mm 大以下の圓みある形狀を呈し、普通輝石のコロナを有してゐるが、時に之を有しないものもある。

石基は其の粒度少々不均質で孔竅に富んでゐる。孔竅壁に褐色乃至殆んど無色の玻璃の存する事あり、又時に鱗珪石、斜長石、角閃石及び磁鐵礦が發達する事もある。

B. 暗灰色で外殻部が比較的細粒のもの (No. 8.3)

内部は前述の灰色のものに比して更に粗粒多孔質で、長石は長さ 0.1—0.3 mm の細長い短冊狀を呈し、單斜輝石は粒狀或は長柱狀で長さ 0.25 mm に達するものあり、磁鐵礦も比較的大粒で 0.04 mm 程度のもの多く、此等を褐色乃至殆んど無色の玻璃が充填してゐる。稀に長柱狀の斜方輝石、橄欖石及び角閃石の小粒も見られる。極く稀には徑 0.1 mm 程度の融蝕形の石英粒があり、玻璃物質に圍まれ更に單斜輝石 ($+2V = 45^\circ, > 30^\circ$) に圍繞されてゐる。

第五圖 鍋島熔岩 (No. 8.1) 20 倍



X; 捕獲岩—孔竅に圍まれてゐるのに注意
Pl, 斜長石 H; 角閃石 Q, 石英 Mt; 磁鐵礦 中央左寄り及ブド端に孔竅あり

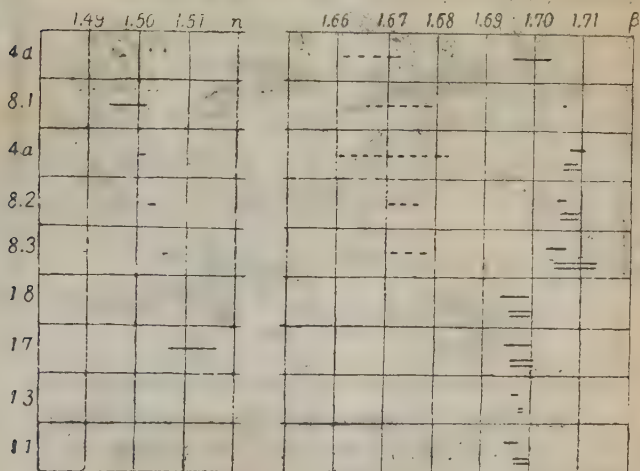
第六圖 捕獲岩 (No. 8.3) 35 倍



右下(粒度孔竅共に大)内核部, 左上外殻部: 兩者共に主として短冊狀斜長石, 粒狀乃至柱狀の輝石類(主として pigeonite), 磁鐵礦粒, 玻璃からなる

極めて少數ながら長さ 1 mm 前後 (1.3 mm に達する) の斜長石の大品あり, 累帯構造著しからず, 概ね正構造をなし, An 91 以上のものから最外帯 An 58 のものに及ぶ。大きさ長径 1.4 mm に達する橄欖石及び 0.5 mm に達する斜方輝石の大品も見出され, 前者の周縁は粒状の單斜輝石に囲まれてゐる。稀に斜方輝石と單斜輝石とが平行連晶をなす事あり, 此の場合

第 七 圖



玻璃の屈折率 n 及び角閃石(破線), 斜方輝石(實線) 單斜輝石(二重線)の屈折率 β . 4d, 8.1—角閃安山岩, 8.2, 8.3—捕獲岩様岩, 18, 17, 13, 11—輝石安山岩, 4a—拋出岩塊

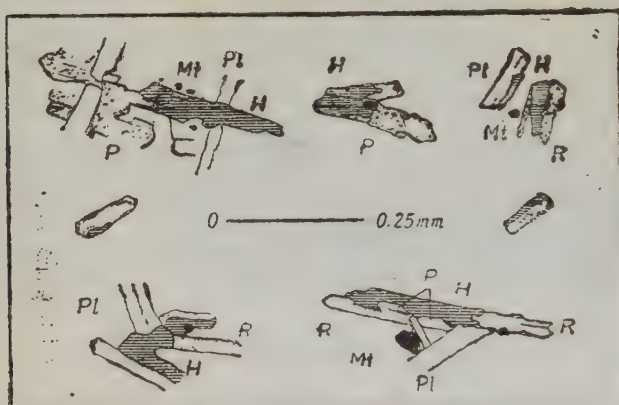
後者が前者の外側を占める。又角閃石と斜方輝石及び單斜輝石(pigeonitic augite-pigeonite)との接觸關係は第八圖の様である。

時に角閃石及び斜長石の大品が集合してゐる事がある。角閃石はオパサイト化し特に兩輝石に變じてゐる事多く, 斜長石は海綿狀の中間帶を有し, 此等二礦物は母熔岩中のものと好く類似してゐる。

構成礦物の光學性及びそれから推定される化學成分は次の通りである。

單斜輝石	$\beta = 1.706-1.714$	Wo 31.5 En 35.5 Fs 33
	$(+2V = 45^\circ, 30^\circ, 15^\circ, 5^\circ, 0^\circ,$	9 34 57
斜方輝石	$\beta = 1.703-1.708$	Fs 38-43
橄欖石	$(-2V = 85^\circ, 86^\circ, 88^\circ$	Fa 28
玻 璃	$n = 1.505$	
(褐色部, 無色部共に略々同値)		

第 八 圖



H: 角閃石, P: ピジョン輝石 (含 pigeonitic augite)
R: 斜方輝石, Pl: 斜長石, Mt: 磁鐵礦

少量乍ら存する特に大形の結晶を除いた部分の構成礦物の容積比は次の通りである。

第 壹 表

暗灰色捕獲岩様岩の礦物容積比 (但し比較的粒々の内部に就いて測定)

斜 長 石	32.8%	44.1%
輝 石 類 (單斜輝石及び極少量の斜方輝石)	23.9	32.2
磁 鐵 礦	7.4	10.0
玻 璃	10.0	13.8
孔 竅	25.7	
總 計	100.0	100.1

IV. 成 因 考 察

1. 岩 石 の 特 徴 比 較

成因考察に當つて先づ鍋島岳西隣地域の仙田角閃安山岩體及び此の地域に廣く分布する輝石安山岩類の性狀と比較しよう。

I. 仙田角閃安山岩 (No. 4d) は上下兩部に於いて結晶度が異なるが概して玻璃質の石基中に斜長石, 角閃石, 紫蘇輝石及び磁鉄礦の斑晶を有する。角閃石は稀に蟲狀の斜方輝石を包裹して, 兩礦物が反應關係にある様に見える。單斜輝石及び石英の斑晶を缺く點が鍋島熔岩と異なる。石基は概して玻璃質で細長い晶子を有し, 微細な磁鉄礦粒, 球顯及び極めて稀に角閃石及び斜方輝石が點在してゐる。孔竅壁等には鱗珪石が見られる。構成礦物の分量とそれ等の光學性及び推定化學成分は次の通りで, 斜方輝石, 角閃石共に鍋島熔岩のものより Fs 分に乏しい。

斜 長 石 An 62—44

累帶構造の様式は第壹圖に示してある。

角 閃 石	α (min.) = 1.648	Wo 28.5 En 44 Fs 27.5
	β = 1.661—1.673	↑
	γ (max.) = 1.685	Wo 28 En 31 Fs 41
	$\rho > v$	
	(—) $2V = 73^\circ, 72^\circ, 71^\circ, 71^\circ, 71^\circ, 70^\circ 5', 70^\circ,$	
斜方輝石	β = 1.695—1.703	Fs 32—38
	$\rho > v$	
	(—) $2V = 59.5, 60^\circ,$	
玻 璃	$n = 1.497 \pm$	

(2) 次に此の地域の輝石安山岩類は斑晶として斜長石, 兩輝石を有し屢々橄欖石を多量に伴ふものであるが, 斜方輝石と單斜輝石の比は變異大で前者の多いものから後者の多いもの迄ある。單斜輝石斑晶が斜方輝石を完全に包んでゐる事あり, 又微斑晶が斜方輝石の外側を占めて平行連晶を成してゐる事もある。單斜輝石が累帶構造を示す時は外縁が pigeonitic で

ある。斜方輝石の斑品が蟲狀の橄欖石を包裹してゐる事もある。此等構成礦物の光學性及び推定化學成分は第貳、參及び四圖に圖示してある。

(3) 角閃安山岩と輝石安山岩との比較：前者は比較的有色礦物に乏しい事、斜長石は少々酸性で複雑な累帯構造を示し、正構造から波動構造へと

第 貳 表

仙田角閃安山岩の礦物容積比

斜 長 石	16.0%	17.8%
角 閃 石	3.2	3.6
斜 方 輝 石	0.5	0.5
磁 鐵 礦	1.0	1.1
石 基	69.1	77.0
孔 竅	10.2	
總 計	100.1	100.0

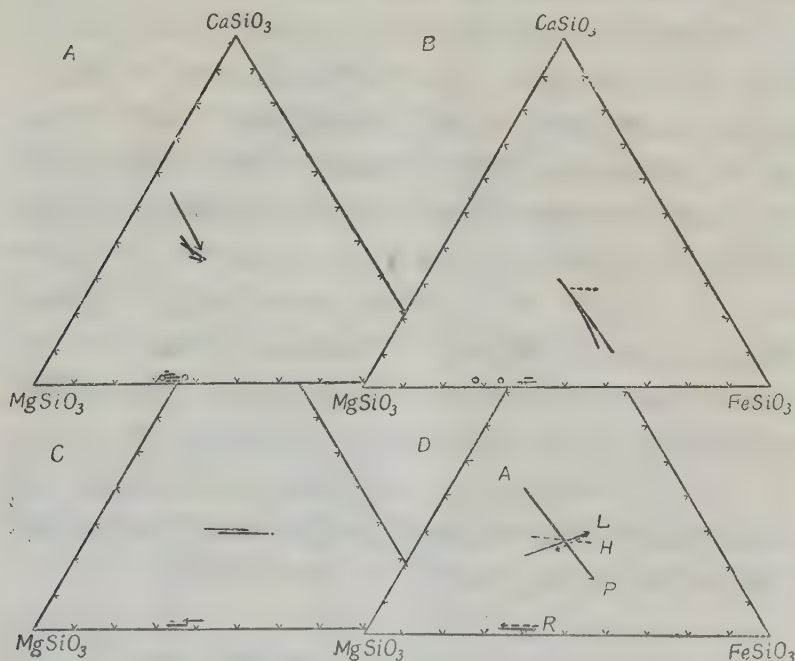
移つてゐる事、斑品と石基のものとを比較すると輝石安山岩では後者の方が酸性であるのに角閃安山岩では概して其の差異が著しくない（測定し得る範圍では寧ろ少々基性のものもある）事、輝石類は比較的 Fs 分に富んでゐて斜方輝石が累帯構造を示す時は外縁の方が En 分に富んでゐる事、磁鐵礦は比較的大形のもの多く微粒に乏しい事、石基には斜方輝石が優勢で之のみより成るものがある事（但し玻璃中に分布する晶子としては兩輝石が存する様である）玻璃の屈折率低く比較的 SiO_2 に富み $\text{CaO}/\text{Alkalies}$ が小で FeO/MgO が大である事等が注意される。即ち曩に榛名火山に於いて注意された處と同様な傾向が認められるのである¹⁾。

(4) 角閃安山岩（母熔岩）と捕獲岩（誤岩）との比較：礦物分量比は後者の方が遙かに有色礦物に富んでゐる事は第壹表及び第貳表に依ても明かである。斜長石の成分は後者の方が少々 An 分に富み、而も正累帯構造を示す

¹⁾ 種子田定勝, Mem. Fac. Sci. Kynoy Imp. Univ., D. Vol. I~II, 1941-1943.

のが普通であるが時に複雑な累帯構造を示し母熔岩中の斑晶に類似のものもある。角閃石は後者中にも僅かに小粒として存し pigeonite 及び斜方輝石と反應關係に入る兆を見せてゐるが、稀に存する大晶はオパライト化

第 九 圖



- A 輝石安山岩の斑晶輝石類 (實線) 及び橄欖石 (丸印) の化學成分。矢印は累帯構造をなすものゝ外縁の方向。
- B 捕獲岩様岩に於ける橄欖石 (丸印), 斜方輝石, 單斜輝石及び角閃石 (破線)。
- C 角閃安山岩の斑晶角閃石及び斜方輝石の化學成分, 矢印は累帯構造をなすものゝ外縁の方向。
- D 池田湖附近火山岩に於ける斜方輝石, 單斜輝石, 角閃石及び輝石成分の抽出に關與する液の進行方向と示す模式圖。實線は輝石安山岩, 破線は角閃安山岩に關するもの。A—普通輝石, P—ピヂョン輝石, R—斜方輝石, H—角閃石, L—液, L 線は固定したものではなく, 時により部分により多少變異す。

して居て母熔岩中のものと同じ光學性を示してゐる。斜方輝石の光學性は兩者に於いて略々同じである。單斜輝石は前者には殆んど存しないが後者では主な有色礦物で pigeonitic である。粒度及び孔竅率は後者の方が著大である。玻璃の屈折率は後者の中暗灰色のものが最も高く、灰色のものは之に次ぎ、母熔岩が最も低い。

(5) 捕獲岩様岩と輝石安山岩との比較：前者は後者に比して斜長石の成分は略々同じ或は稍々酸性で、輝石は屈折率高く Fs 分に富んで居て、石基の玻璃の屈折率は稍々低い。粒度及び孔竅率は前者の方が著大である。

(6) 捕獲岩様岩の特性：斜長石の累帯構造様式は輝石安山岩のものと略々同じ正構造で成分は僅かに酸性である事、輝石類は屈折率に於て輝石安山岩中のものより高く Fs 分に富むものなる事、單斜輝石は pigeonitic 乃至 pigeonite である事、輝石類からの反應生成物として角閃石の生ずる兆が見られる事、玻璃の屈折率が母熔岩たる角閃安山岩のものと同じ地域に廣く分布する輝石安山岩のものととの中間の値を示す事、橄欖石を含む事、多孔質で孔竅壁に角閃石、斜方輝石、鱗珪石、磁鐵礦等が發達してゐる事、更に石理は微斑晶が玻璃によつて膠結されてゐるとも見られるものなる事、比較的細粒緻密の外殻部を有する事、稀に母熔岩中のものと同様な角閃石及び斜長石の小品や石英粒を有する事等が注意される。

2. 成因

I. 鍋島岳及び其の西隣仙田の角閃安山岩體は南薩火山地域に於ける輝石安山岩漿活動の末期に噴出したものであるが、之より後にも開聞岳の如き含普通輝石、紫蘇輝石安山岩も噴起してゐる。當地域の如くカルデラ式火山の群生する所では地下に數個の大小岩漿溜を想定する方が自然であると考えられるが、個々の岩漿溜に於ける結晶作用の様相及び進化速度は同じでなくても、原岩漿そのものは同じ様な性質のものであり、場合によつては異なる岩漿溜に分類する岩漿が混合する機會もあるであらう。

2. 此の様な理由に基いて、角閃安山岩、捕獲岩様岩及び輝石安山岩類が

成因的に密接な關聯性を有するものとして、先づ角閃安山岩の生成徑路を推定すると次の様に考へられる。

原岩漿から有色礦物として先づ橄欖石が晶出し、此と反應關係を以て斜方輝石を、次いで平行關係を以て普通輝石を晶出し始め、前者は次第に Fs 分に富むものへ、そして後者は pigeonitic へと變つて行つたが、或る時期に於いて、揮發成分の集積等の狀態下に斜方輝石は角閃石と反應關係を持つに至り、一方斜長石は An 分に富むものから次第に酸性となり An₄₀位にもなつたが、此の時期に前後して岩漿中の揮發成分の活動も活發となり¹⁾、CaO 分は波動的に多量に斜長石として晶出する様になり、又 FeO は磁鐵礦として多量に晶出せられ、爲に輝石類では斜方輝石が優勢となり其の成分は寧ろ En 分に富む方へと進化し、遂に前述の如き特徴を有する角閃安山岩を生成したものであらう²⁾。

3. 此の様に考へる時捕獲岩様岩は大體に於いて結晶作用の相當に進んだ輝石安山岩漿の代表物と見做され、而も前述の產狀及び性狀から所謂捕獲岩である事は先づ疑へないのであるが、それが母熔岩たる角閃安山岩漿に取り込まれるに至つた経緯は簡単に斷じ得ない。

捕獲岩様岩の產狀及び構造の肉眼的觀察から想像すると其の或るものは火山彈として本火山基底に存したものが捕獲されたと云ふ疑もあるが、地質學的根據に乏しく又之を鏡下に檢すると普通の火山彈の組織とは著しく異つてをり、石基に相當する部分が粗粒間粒狀乃至填間狀で其の固結に際して比較的緩冷却の時期を経て最後に急冷されたと見られるもの多く、前述の如き球殻狀構造を示す事や其大きさが色々で顯微鏡的のものも極めて多い事等を考へ併せる時、少々高温の岩漿が比較的低温の岩漿中に泡滴狀に包藏されて固結しつゝ噴出されたのではないかと考へられるのである。

1) 此の現象は或は少々基性岩漿の注入と時間的に又因果的に關係あるのではないかと考へられる。

2) 火山岩に於ける角閃石晶出の様子は色々であつて、一概に推斷する事は許されない。夫に關しては他日詳述する機會を得たい。

尤も此の様な現象は岩漿は甚しく混和し難いものであると云ふ假定のもとに考へられるもので、岩漿の不均質性、不混和性、粘濁性、温度等充分に究明されない限り速断するを許されないものであるが目下の處已むを得ない、そして否定し得ない一つの解釋法であると思はれる。

4. 果して然らば捕獲岩様岩は大體に於いて結晶作用の相當に進んだ輝石安山岩漿が、角閃安山岩漿中に混入し、僅か乍ら後者中の斜長石や角閃石の斑晶を取り込んだ部分もあるが、概して殆んど混和せず、大小の岩漿塊として泡滴狀に後者中に包藏され、其の儘結晶固化したものであらう。そして泡滴狀岩漿の方が少々高温であつた爲に外表部は内部より先に固結し少々緻密質部を造つたが、内部は少々冷却が緩かであつた爲に比較的粗粒となり同時に揮發分の集積に依つて多孔質となつた。一方母熔岩と泡滴岩漿との界面は母熔岩の揮發成分の逸出路となり、此處に多孔質部を形成し、時に孔竅乃至空洞中に捕獲岩様岩を包藏する如き觀を呈するに至つたものと考へられる。

而して、少々基性の岩漿が泡滴として酸性岩漿中に混入するや、僅か乍ら温度が急冷する爲に結晶作用促進され、前述の如き斜長石や鐵分に富む輝石類等を品出し、次第に内部に揮發分の集積するに従つて、輝石類 (斜方輝石 pigeonitic augite 及び pigeonite) からの反應生成物として角閃石をも生ぜんとするに至つたものであらう。

捕獲岩様岩が泡滴岩漿として母熔岩中に入り込んだ時期は母熔岩の噴出と同時に或は僅かに前で、之が母熔岩の噴起と密接な關係を有する様に思はれる。

混入の機構としては、例へば垂直方向に細長い岩漿溜の上下兩部の混り合ひや、結晶作用の比較的進んでゐない高熱岩漿の比較的結晶作用の進んだ岩漿溜への进出注入等が考へられるが、此の地域では寧ろ後の場合の可能性がある様に思はれる。前述した様な火山地質及び火山岩石學的根據に基いての推斷である。

以上極めて大膽なる解釋を敢へて述べたのは大方の注意を喚起し度い念願に他ならないのであるが、若しも此の考が正しいとすれば此の様な成因による捕獲岩は捕獲岩漿岩と呼ぶ事にしたらと筆者は私かに考へてゐる。

擱筆するに當り原稿を閱讀下された杉教授に深く感謝申し上げる。尙ほ本研究費の一部には帝國學士院研究補助費を當てた。記して謝辭に代へる。(九州帝大理學部地質學教室)

北海道春部産灰長石について

Anorthite from Hugoppe, Hokkaido.

理 學 士 正 田 篤五郎 (T. Syôda)

北海道後志國余市郡余市町春部 (Hugoppe) から最近灰長石を産出することが知られてゐる。筆者は當灰長石について、その型態及光學的性質を研究する機會を得たので、こゝに其の一部を報告する。

I 型 態

筆者の研究せる資料は 3mm—1.5mm 程度のもので單晶は比較的少く、多く双晶をなせるものである。測角せる結果次の諸面がみとめられた。

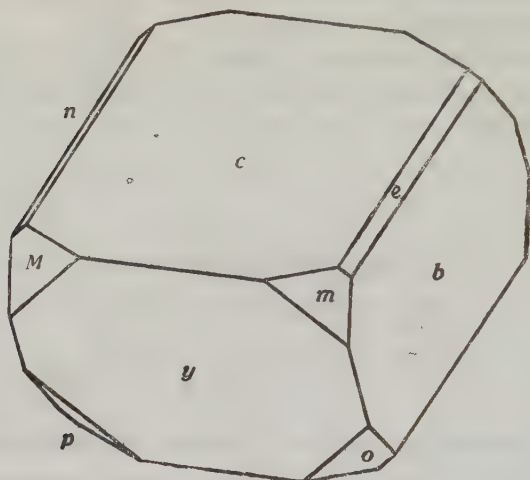
$c(001)$, $b(010)$, $y(\bar{2}01)$ $o(\bar{1}\bar{1}1)$ $p(\bar{1}11)$ $e(021)$, $n(0\bar{2}1)$

この他に $m(110)$, $M(1\bar{1}0)$ の二面が晶帶の關係よりして認められるのであるが、面の發達が顯著な割合に、その表面が不良であつて、測角値が得られない。以上の諸面のうち、主要面は $c(001)$, $b(010)$ $y(\bar{2}01)$ の三面であつて、 $o(\bar{1}\bar{1}1)$, $p(\bar{1}11)$ がこれに次ぎ、何れも明確な反射像を與へる。但し大きな結晶にあつては像はやゝ亂れるけれども、劈開面を作れば、良い測角値を得る事が出来る。

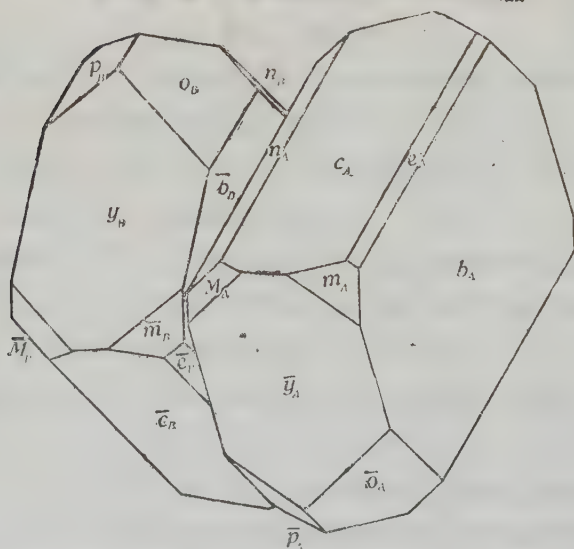
第壹圖は單晶を理想化して描いたものである。

双晶關係について見ると、外觀上は Carlsbad 双晶及び Pericline 双晶多く、Pericline 双晶では、二個體の $c(001)$, $y(\bar{2}01)$ は一致し、 y 面に於

第 壹 圖 峯部産灰長石單晶



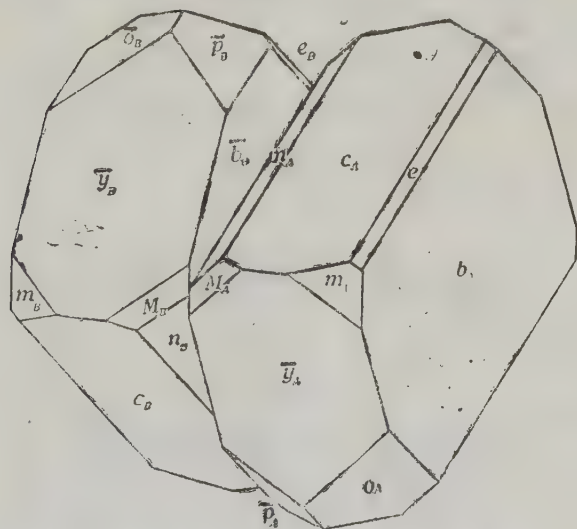
第 貳 圖 峯部産灰長石 Carlsbad 双晶



この圖を描くに際し双晶軸 $[001]$ は圖に於て A 個體の中心より引ける $[010]_A$ に平行な直線と 010 面との交點を通過と假定した。従つて圖の兩個體 A, B の中心を結ぶ方向は $\varphi=90^\circ$ $\omega=0^\circ$ の方向である。

ては、しばしば反覆双晶のための白い條線がみとめられ、b 面に於ては、反覆双晶の凹凸がみとめられる。筆者は Pericline 双晶の認められない Carlsbad 双晶と思はれるものに注目し、そのうちの十數個について測角して見た所、それ等の半數は Carlsbad 双晶ではなく、Albite-Carlsbad 双晶であることを知つた。元來本邦斜長石の双晶については、ほとんど測角値が存在しないため、Carlsbad 双晶と Albite-Carlsbad 双晶の如く、似通つ

第 參 圖 脊部産灰長石 Albite-Carlsbad 双晶



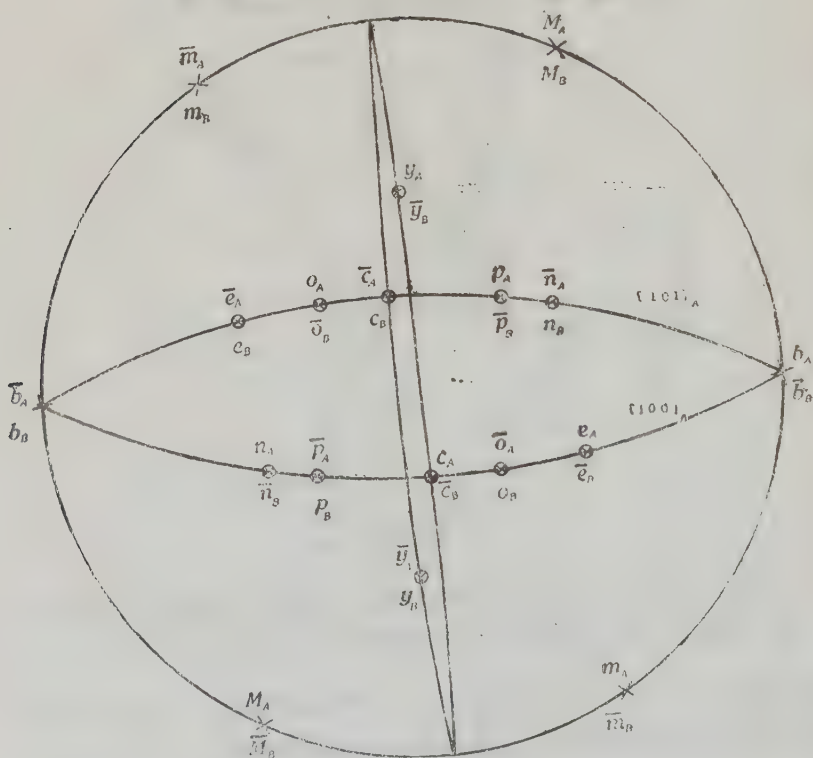
この圖に於て双晶軸は第貳圖 Carlsbad 双晶の場合と同一點を通ると假定した。従つて兩周體の中心を結ぶ方向は $\varphi=87^{\circ}06' (010 \wedge 100) \omega=0$ の方向である。

た双晶については、誤られ勝ちであるが、筆者は本邦に於て、從來外型的に、Carlsbad 双晶と呼ばれてゐたもののうちには、尙多數の Albite-Carlsbad 双晶が存在するのではないかと思ふ。尙當地産の結晶には以上の双晶の他に、Manebach 双晶 Albite 双晶を始め、其の他双晶と思はれるものが認められるが、これ等については、別の機會に報告する豫定である。

第貳圖は Carlsbad 双晶の結晶圖で、同晶質同大の結晶が 010 面を接合面として、双晶せるものの理想化圖である。第參圖は第貳圖と同晶質の結晶が 010 面を接合面として Albite-Carlsbad 双晶をなせるものの理想化圖で、第貳圖と同大に描いてある。尙兩者の差違を投影圖として第四圖及第五圖に示した。

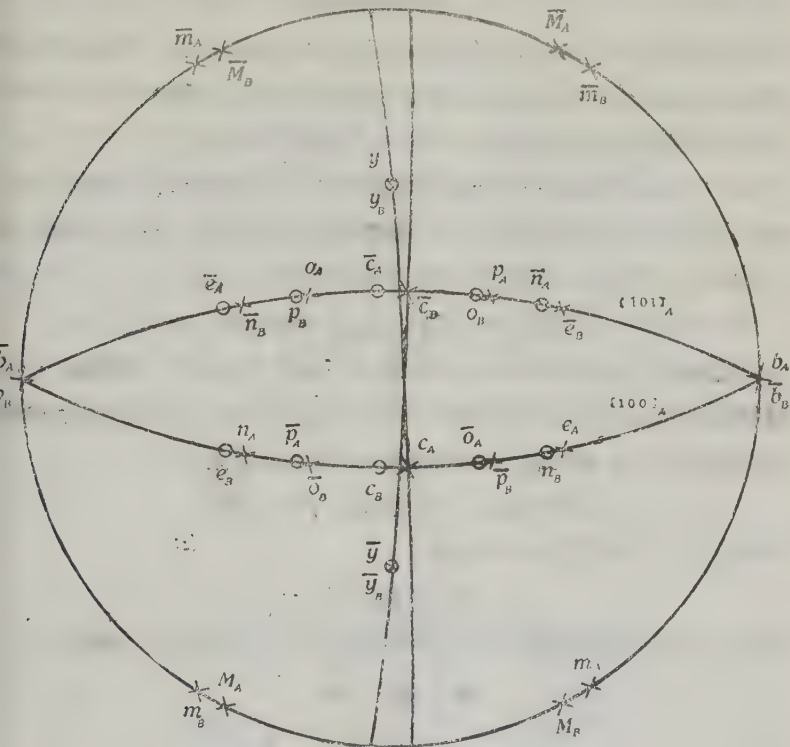
測角値を綜合して第壹表に示す。

第 四 圖 灰長石 Carlsbad 双晶投影圖



[100]_A [101]_B はほとんど一致する。

第五圖 Albite-Carlsbad 双晶投影圖



第 壹 表

	面	實 測 值	計 算 值 *
b c	(010) \wedge (001)	85° 51'	85° 50'
b y	(010) \wedge (201)	90 42	90 32
b n	(010) \wedge (021)	47 10	47 24
b e	(010) \wedge (021)	43 30	43 12
b p	(010) \wedge (111)	63 02	62 13
b o	(010) \wedge (111)	64 40	64 53
	帶		
	[100] _A \wedge [100] _B	51° 44'	50° 50'***
	[100] _A \wedge [100] _B	128 22	128 10***

* Dana "A system of Mineralogy."
** Carlsbad twin.
*** Albite-Carlsbad twin.

II 光學的性質

當地產の結晶は、 $c(001)$, $b(010)$, $y(\bar{2}01)$ の三面を有し、其の結晶學的方位が一義的に決定されるので、この三面を基として、光學的方位を決定することが出来る。以下の實驗は Na の D 光を用ひた。

先づ c , b , y 面に於ける測角反射像良好なる單晶を選び、これを三個に切斷し、其の一個は、研磨面を作つて屈折率測定に利用し、他の二個は光學的方位決定に用ひた。研磨面の位置は次の如くである。

$$\lambda = 61^\circ 50' \quad \phi = -5^\circ 33' \quad (\text{但し } \lambda_{010} = 0^\circ \phi_{010} = +90^\circ \text{ とする。})$$

この研磨面は、從來の光學的方位の記載によれば、彈性軸 Z の兩側にある光軸間にあり、従つて全反射屈折計に於て、 n_2 に相應する限界値曲線の最大値及最小値、 n_1 のその最小値を取り計算せる結果

$$\alpha = 1.5738 \quad \beta = 1.5821 \quad \gamma = 1.5876$$

を得た。これより計算せる光軸角は

$$2V = 74^\circ 34'$$

である。次に從來の記載にある二つの光軸 A , B に近き薄片を製作した。

第 貳 表

	λ	ϕ
X	$13^\circ 30'$	$-33^\circ 54'$
Y	$82 \quad 43$	$27 \quad 38$
Z	$-36 \quad 53$	$43 \quad 30$
A	$56 \quad 17$	$-59 \quad 06$
B	$-6 \quad 31$	$-1 \quad 06$
$2V = 75^\circ 32'$		

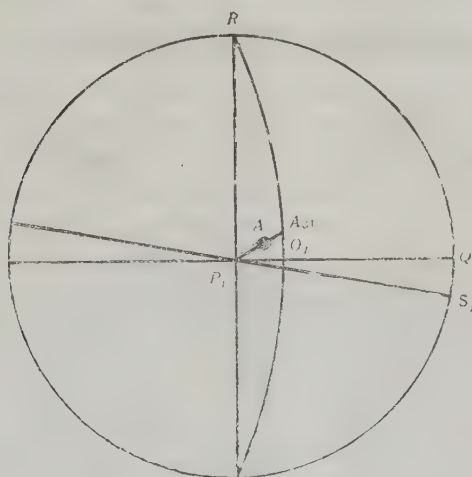
$$\begin{aligned} \text{基準: } 010 \left\{ \begin{array}{l} \lambda = 0^\circ \\ \phi = 90^\circ \end{array} \right. \\ 001 \left\{ \begin{array}{l} \lambda = -25^\circ 55' \\ \phi = 4^\circ 10' \end{array} \right. \end{aligned}$$

二個の薄片 P_1 , P_2 の位置は次の如くである。

$$\begin{aligned} 001 \wedge P_1 &= 89^\circ 51' & 00\bar{1} \wedge P_2 &= 23^\circ 33' \\ 0\bar{1}0 \wedge P_1 &= 29^\circ 17' & 0\bar{1}0 \wedge P_2 &= 89^\circ 08' \end{aligned}$$

この薄片を Wulffing の光軸器に取りつけ、直角に交つてゐる目盛環を使用して、見かけの光軸が薄片面に對する關係位置を決定した。この實驗は次の如く行つた。豫め、薄片載物ガラスの側面に細い cover glass を附着させ、薄片を一方の目盛環の面内に固定する。ついで光軸器の廻轉軸を廻して、載物ガラスの面及び cover glass の面で autocollimation を行へば、載物ガラスの側線は廻轉軸の方向 P_1R に一致する。(第六圖) これに直角の方向 P_1Q に對する P_1O_1, O_1A' を測定した。

第 六 圖



次に薄片を鏡下に置き載物ガラスの側線と (001) 劈開が P_1 に於ける跡との間の角 $\angle QP_1S$ を測つた。薄片 P_2 についても同様に行つた。それ等の値は次の如くである。

$$P_1O_1 = 0^\circ 31' \quad O_1Aa_1 = 2^\circ 30' < \angle QP_1S_1 = 2.2^\circ$$

$$P_2O_2 = 2^\circ 50' \quad O_2Aa_2 = 6^\circ 24' < \angle QP_2S_2 = 3.1^\circ$$

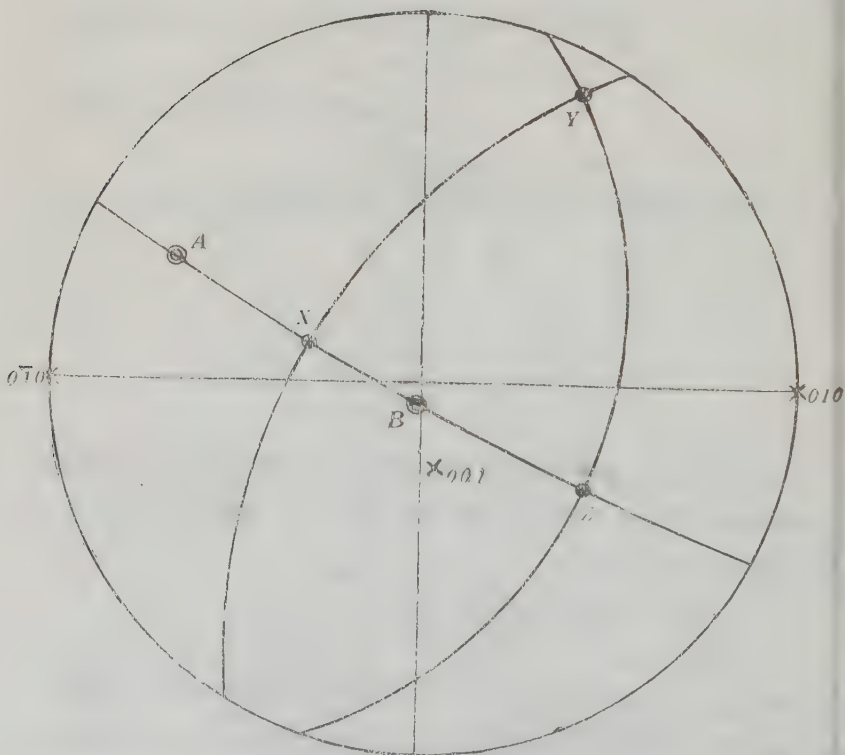
これ等の値と、その關係位置とから、先に得た β の値を使用して、光軸 A, B の位置更に X, Y, Z の位置を計算すると第參表の如くなる。第七圖は

第 參 表

		實 測 値	計 算 値*
P_c	A	-28.6°	$-27^\circ 32'$
	B	-27.8	$-26 \quad 20$
P_a	A	-28.8	$-28 \quad 08$
	B	$+24.8$	$+26 \quad 04$

* $\lambda = -90^\circ$ $\phi = 0$ の方向を基準として時計式を + 反時計式を - とする。

第 七 圖 脊部産灰長石光學方位



これ等の光學的方向を示せるものである。當地の結晶を薄片として見ると、累帶構造は、ほとんどみとめられず、内部に含まれる微細な双晶も少く、外型的の双晶は、顯微鏡的にも、同様な双晶關係にあることは、ほとんど疑ないが、筆者は尙この點を確めるために、外型的に他の双晶の混入せざる Carlsbad 双晶、Albrite-Carlsbad 双晶各々一個を取り、殆ど c-軸に垂直な薄片 P_c , P_a を製作した。薄片の位置は次の如くである。

$$P_c \wedge 20\bar{1}B = 56^\circ 02' \quad P_c \wedge 010B = 90^\circ 07'$$

これより計算せる ϕ , λ は

$$\lambda = 0^\circ 47' \quad \phi = -0^\circ 07'$$

$$P_a \wedge 201B = 56^\circ 26' \quad P_a \wedge 010B = 90^\circ 08'$$

これより計算せる ϕ , λ は

$$\lambda = 1^\circ 11' \quad \phi = -0^\circ 08'$$

第 四 表

		n *		h **		j	
		實測値	計算値	實測値	計算値	實測値	計算値
P_c	A	62.3°	62° 11'	7.0 左	6° 18' 左	1.2°	3° 11'
	B	63.7	„	6.0 右	„ 右	357.3	356° 49'
P_c	A	62.3	„	6.3 左	„ 左	1.8	3° 11'
	B	115.0	117° 49'	6.0 右	„ 右	1.4	„

* 劈開面の $n=0$ を基準とした。

** 左とは經緯鏡臺に於て J 環を右手に置いた場合、水平環が左上りになることを示す。

薄片 P_c , P_a に於て、(010) 劈開の跡に對する消光角 (Z') を測り、先に得た光學的方向よりの計算値と比較すると、第 4 表の如くなる。(薄片が正確に c に垂直ならば、Carlsbad 双晶では兩個體の Z' が一致し、Albrite-Carlsbad 双晶では、(010) 劈開の跡に對して對稱的となり、消光角は兩双

品共 $26^{\circ}58'$ となる。))

薄片 P_c , P_a を経緯鏡臺にのせ、双晶關係にある兩個體 A, B の光軸面及一光軸 B の位置を確めた。其の結果を光學的方位からの計算値と比較すると第四表の如くであり、A B 兩個體は光學方位からも Carlsbad, 及 Albite-Carlsbad の双晶關係にあることを示してゐる。

終りに御指導御校閲を賜はりたる伊藤先生、御忠言を賜はりたる坪井教授、須藤助教授、澤田助教授を始め、地質學教室の方々に深謝する。亦本研究にあつて、貴重なる資料を貸與せられたる、北海道帝國大學原田教授、東京科學博物館櫻井欽一氏、愛知縣立第二高女教諭中尾潮忍氏に深謝する次第である。

(東京帝國大學理學部礦物學教室)

會員轉居 谷川靜雄君 (平北・茨州郡古寧朔面西古洞 270 萬州礦業所) 上谷慶治君 (滿洲國大石橋臨境街南滿礦業株式會社) 江口元恩君 (仙臺市北五番丁 88) 小川雨田雄君 (麴町區丸ノ内 2ノ18 大日本製糖株式會社) 飯良文義君 (東京都武蔵野町吉祥寺 2554 渡邊博方) 谷村功君 (愛媛縣喜多郡大洲町人字田ノ口谷村忠七方) 早瀬喜太郎君 (岐阜縣加茂郡黒川村黒川礦山) 高山裕久君 (京城府永登浦區朝鮮總督府地質調査所) 加來一郎君 (世田ヶ谷區鎌田 449) 中村宗次君 (長野縣上水内相原村日本坑結鐵礦株式會社) 田中鐵次君 (新潟縣若松市旭小路 411 日本炭若松支店) 吉木文平君 (横濱市鶴見區辯天町 2 三菱化成工業株式會社試作工場) 松隈壽紀君 (北海道雨龍郡深川町本町 8 丁目) 滿山長左工門君 (京城府西大門區竹添町 1 丁目 90 朝鮮振興株式會社調査課) 小林三郎君 (八戸市川原木町字北沼日本砂鐵鋼業北沼工場) 三宅雅海君 (東京都赤坂區青山壽樹町 8 資源科學研究所) 柴田莊三君 (茨城縣那珂郡那珂湊町 7 丁目) 中尾謙次郎君 (東京都芝區田村町 1ノ1 日産第一別館日産煉炭工業株式會社) 平林孝夫君 (高崎市宮元町 45) 山田復之助君 (東京都丸ノ内三菱 21 號館山田事務所) 山本薫太郎君 (京城府錦路區連池町 53) 中村額一君 (東京都杉並區下井草町 88) 久富豊實君 (東京都武蔵野町吉祥寺 2794) 石井清彦君 (鹽島區高田本町 2 丁目 1518) 河川英君 (杉並區善福寺町 202) 志田田功君 (麴町區平河町 2ノ6 北芝開發調査司氣付) 八田眞徳君 (東京都目黒區祐ノ木坂 271) 中川泰成君 (大田市市横須三井三池製煉所耐火煉瓦工場) 諏訪彰君 (横濱市南區唐澤町 13 武藤隆方) 後藤高久君 (青森縣下北郡日名部町海老川端通官舎内) 和田七郎君 (東京都北多摩郡調布町布田小島分 634) 中村元君 (東京都杉並區西灰窯 1 丁目 159)

抄 錄

礦物學及結晶學

7122, 高礬土質礦物に關する研究 (1)

永井彰一郎 今岡 稔

(1) 先づデブサイト, ダイアスポア, ペーマイトの苛性ソーダ, 硫酸, 鹽酸, 硝酸に對する溶解を調べ溫度, 濃度との關係を明にせり。(2) デブサイト粒のみを溶解する條件 (2% 苛性ソーダにて 60°C に於て 4 時間溶解す), デブサイト及びペーマイトを溶解する條件, (100% 硫酸にて 90°C に於て 4 時間溶解す) の二つを決定せり。(3) 之を利用しデブサイト質ペーマイト質の量を推定し得る事を實驗せり。(4) 顯微鏡的觀察を行へり。(窯業協會, 51, 617~622, 昭 19) [北原]

7123, 朝鮮新産礦物雜誌 (15) 木野崎吉郎)

綠柱石は戰時礦物として最近朝鮮に擡頭して來たものなり。之は輕合金用通信器用として著しき用途を持つ。記載せる四ヶ所は何れもベグマタイト又は石英脈中に産するものにして, 綠柱石は光學的には何れも類似してゐるも外觀は四產地とも趣を異にするは興味あり。前記せる Beryl 以外に Braunite, Columbite, Gageite, Grossularite, Hydromica, Ilmenite, Micloclineperthite, Montmorillonite, Pyrrhotite, Scheelite, Tourmaline, Wad, Worfamite, Schee

lite, zircon 等の現出狀態, 結晶面の種類, 光學的性質, 其他の物理的性質, 化學成分に就き詳細に述べたり。(朝鮮礦業, 26, 403~416, 昭 18) [北原]

窯業原料礦物

7124, 北滿に於ける芒硝及び石膏資源に就いて 古河恒雄

本調査地は滿洲に於て最も囑望せらるる芒硝及び石膏礦床賦存地帯として又その一部はベントナイト質粘土層の廣大なる發達地帯として注目すべきなり。野外調査の概略に過ぎず, その詳細に關しては採集試料の分析完了を俟たざるべからず。(滿洲地質協會, 4~5 25~27, 康德 10) [北原]

石 炭

7125, イリノイス炭の肉眼的分類に對する命名法に就いて G. H. Cady.

イリノイス炭の, 肉眼的分類記載に際して用ひられつゝある命名法に就きては, 石炭に何はれる物理的條件が注目され來れり。

この數箇條の物理的性質を研究し, この石炭の物理的分類命名に用ひて, 科學者及び地質學者に非常なる便利を與へたり。

現在用ひられつつある命名法としてはティエツセンの植物學的, 發生學的, 顯微鏡的分類と, ストープスの岩石學的, 肉眼的分類ありて, アメリカにてはティエツセンの命名法に依るものなるも, これをイリノイス炭に用ふる時は, 他の地方と

一致せざる點を認めたるを以つて、肉眼の分類命名法を用ひたり。

イリノイス炭中には、通常三〜四種の石炭を認め、これは、ストーブスの所謂フゼーン、ビトレーン、クラレーン、デュレーンでなりと信ぜらる。

フゼーン

成層面上に見らるゝこと多く、粉末になり易く、孔隙大なるを以つて、この部分に他礦物の沈澱することあり。ビトレーン中に挟入さることあれど、一般にフゼーンのみにて炭塊を形成することなし。

ビトレーン

石炭塊中に、輝けるガラス狀光澤帶を形成するものこれなり。脆くして、特長ある割目を呈す。

クラレーン

輝色を示すも、ビトレーンにあらざるものこれなり。クラレーンの輝色は特長あるものにして、ストーブスは、ビトレーンに對しては“ブリリアンス”，クラレーンに對しては“ブライツ”なる語を用ひたり。クラレーンは線條性を有し、ビトレーンは貝殻狀斷口を示す。

デュレーン

光澤なき土狀にして、黑色より黒灰の外見を示し、非常に硬きこと、不平滑斷口を示すことにより、他と區別するを得べし。

イリノイ炭に對する命名は、元來の定義と抵觸する點あるも、出來得る限り順當せしむる様努力しつゝあるものなり。
(Econ.Geol 36, 475~494, 1939) [井島]

7126, 滿洲炭の發熱量計算式 毛塚竹雄

石炭の發熱量を其の分析結果より算出せんとする企は從來幾多の人々によりて行はれ、今日迄幾多の實驗式提出せられたり。而して石炭の發熱量は石炭自體の成分によりて異り、且石炭の種類は千差萬別にして一定せず、產地によりてその質を異にし、又成因年代によりてもその成分を異にす。故に一箇の實驗式を凡ての石炭に適用し悉く實測の結果に近似すべき數値を得んとするは相當難事なり。従つて今日迄提出せられたる幾多の計算式が滿洲産石炭に適用せられ得るもの少き狀態にあり。筆者は從來の發熱量計算式に就て長所短所を考慮し分析値と熱量の關係を歸納的に作業し

$$Q = 81C + \sqrt{31(V - 3 - 0.1A)} \times 100 - \frac{200}{3}W$$

なる新式を提示せり。但し上式中

Q: 原炭の發熱量 (Kcal/kg)

C: 原炭の固定炭素 (%)

V: 原炭の揮發分量 (%)

A: 原炭の灰分量 (%)

W: 原炭の水分量 (%)

本式を滿洲炭に對し實測と比較するにその一致充分にして實用價值充分なり。又從來の如き特殊なる分析或は成分量による係数を考慮するを要せず簡単に未知の石炭に對する發熱量を知り得る點極めて便利なり。(滿洲礦業協會誌, 9, 9~15, 昭 18) [竹内]

7127, 腐植酸の構造とリグニン及び石炭の構造的關係について Sealetsky, J.

D. und Brunowsky

化學分析の結果は從來腐植酸について満足なる解答を與へず。Fuchs と Stadnikow によればその化學式は $C_{59}H_{35}O_{27}N [COOH)_4(OH)_3(CH_2CO)]$ で、その分子量は 1302~1400 なりといはれ、構造はその peripheren Gruppen 位についてしかわからず、核については何も云はれて居らず。泥炭と黒土から抽出せる腐植酸についてX線寫眞をとると非常に明瞭なデバイ・シェーラーズペクトログラムが得られる。種々の試料にて三リングの顯しい強度の同様な縞が認められ、之より次の推論が得らる。

1. 試料は結晶質の性質をもつ
2. 腐植酸は化學的に單獨化合物なり
3. 種々の母岩から得られた腐植酸の構造は皆同様なり

腐植酸はリグニンとも近似的の構造を示す。併しセルローズ及其誘導體は他の構造らしく、此のダイアグラムをグラフアイトのそれと比較して腐植酸には、二つの主マキシマ(グラフアイトの 100 と 002) と一致せしめて $a=2.39\text{\AA}$, $c=6.85\text{\AA}$ の六方格子細胞が考へられる。しかし腐植酸がグラフアイトと同じやうな構子を有する事については議論の餘地あり。なほ網平面の距離の表が示す如く腐植酸、褐炭、無煙炭、グラフアイトの構造的關係は速斷を許さず。(Verh. intern. bodenk. Ges., Soviet Section Moscow USSR. 91, A. 1935) [澤田]

参 考 科 學

7128, 會津地方の地質構造と地震との關係 小林 學

本地域の地質は基底をなすものに東山層(盆地東縁), 甲石層(盆地西方)あり。綠色凝灰岩を主とする地層にして流紋岩, 安山岩等に依り被覆され, 又岩脈に依り貫かる。之等の上に砂岩, 頁岩及び灰色凝灰岩より成る荻野層あり。何れも中新統に屬す。

中新統の東山層, 甲石層, 荻野層を不整合に蔽ふものは盆地東方で瀧澤層, 慶山層と呼ばれ, 礫岩, 砂岩, 頁岩, 石英安山岩等より成る。盆地西方では多くの亜炭層を挟在せる藤層にして, 之は鮮新統と考へらる。

洪積層は只見川, 日橋川, 大川, 湯川の河畔に砂礫層より成る段丘として發達す。

地殻變動: 東山層を不整合に瀧澤層が被覆するも, 或る部分では瀧澤層の上部が直接東山層に接し, 此の事實は瀧澤層堆積以前に東山層に高低を生ぜしむる地殻運動のありし事を示すものなり。

又鮮新統は盆地に向ひて急傾斜を示し鮮新世以後段丘堆積前に於ける地殻變動を考へ得べし。

洪積世以後の地殻變動として段丘層中に明なる斷層を認む。又本地域には有史以來 19 回の大地震あり, 其のいくつかは此の地方を震央とせるものゝ如し。又水準點の測量に依れば此の 41 年間に盆地は沈降し, 山地は上昇せる事を示せり。

昭和 11 年 11 月 1 日若松西縁附近に震央を有する地震あり、又昭和 18 年 8 月 12 日大戸村上三寄附近を震央とせる強震を見たり。此の兩地震の震央は盆地東縁の構造線に近く兩震央を結ぶ線は構造線に平行なり。此の地震は中新世以後しばしば運動を続けしものにして今日尙繼續中なるものと考へらる。(地震, 15, 312~320, 昭 18) [増井]

7129, 地中空気の放射能に現れたる地下構造の反映 初田 甚一郎

兵庫縣武庫郡山田村小部附近の水田地域に於て N9°W の方向に延長に 150m 亘り、配列せる約 20 個所の地點につき、著者の考案せる方法により地中の空氣を採集し、シユミット式泉時計によつて放射能を測定せり。その結果、測線の中央部に於て非常に顯著な放射能の増加が認められたり。即ち一般には放射能は 0.5 エマン/立なるも、中央部では 4 エマン/立に達せり、之は上治博士の六甲街上斷層の斷層豫想線に相當し、又測線南端に於ても、1.6 エマン/立の極大値が見られ、之は菊水山斷層に相當するものと考へらる。この際に表土なる沖積層の厚さは 5~7m と推定さる。この地帯は沖積層の爲露出が極めて不良なるも、この

放射能測定法によればよく地下構造を推定することを得。又一般に斷層の兩側に於て高低差の無き場合は、兩側の岩石の物理的性質が著しく異らざる限り他の物理的地下探査法にては、斷層の發見は困難なるも、この放射能はかかる場合にも亦適用される可能性を有す。(京大地質學術報告, 3, 25~31, 昭 19) [八木]

7132, 通化省輯安縣三道溝附近の鴨綠江流路に沿ふ逆斷層に就いて 齊藤林次

筆者は臨江より通化省輯安縣三道溝附近迄の鴨綠江岸を調査中、三道溝附近の鴨綠江流路が一逆斷層の斷層線に相當せることを認めたり。この斷層線は三道溝より鴨綠江を北上し、芦洞にて朝鮮に渡り、上洞の谷に出で、大長川附近の滿洲側を通過するものの如し。上洞と伐洞間には朝鮮に属する。斷層の上盤及び下盤は共に鈞魚臺珪岩より成り、又地層が錯亂せる爲、斷層の位置を確める事は困難なり。然れども少くとも延豊より土城洞の北東、南東子附近迄の朝鮮江岸は、上洞を除き、この逆斷層の上盤に當るものなるべし。斯の如く鴨綠江流路の一部が斷層線に相當することは注目に値することなり。(滿洲地質調査所彙報 108, 71~76, 康 10) [大森]

本 會 役 員

	會 長	神 津 假 祐	
幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	竹内 常彦	會計主任	高根 勝利
圖書主任	大森 啓一		

本 會 顧 問 (五十名)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	大井上義近	加藤 武夫
木下 龜城	木村 六郎	竹内 雅彦	立岩 巖	田中館秀三
中尾謹次郎	野田勢次郎	原田 準平	福田 連	藤村 幸一
福富 忠男	保科 正昭	本間不二男	松本 唯一	松山 基範
松原 厚	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次	井上謙之助

本誌抄録欄擔任者 (五十名)

井島信五郎	大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	木崎 喜雄
北原 順一	澤田 慶一	清水 良夫	鈴木廉三九	高根 勝利
高橋 純一	竹内 常彦	根橋雄太郎	長谷川修三	増井 淳一
鞭 政共	八木 健三	八木 次男	渡邊萬次郎	

編輯兼本名 隆 志

仙臺市東北帝國大學理學部内

印刷人 笹 氣 幸 助

仙臺市國分町 88 番地

印刷所 笹 氣 印 刷 所

(東宮103) 仙臺市國分町 88 番地

發行所 日本岩石礦物礦床學會

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本出版文化協會會員番號222156

配給元 日本出版配給株式會社

東京市神田區淡路町 2 丁目 9 番地

發賣所 丸 善 株 式 會 社

東京市日本橋區通 2 丁目

(振替東京 5 番) 承認番號 41

昭和 19 年 9 月 25 日印刷

昭和 19 年 10 月 1 日發行

本會入會申込所及び會費發送先

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

1 ヶ 年 分 8 圓 (前納)
外戰時特別會費 2 圓

賣 價 (會員外) 90 錢

定 價 ㊦ 80 錢

特別行為稅相當額 10 錢

(外郵稅 2 錢)

廣 告 料

普通頁 1 頁 50 圓

